



TEKNILLINEN TIEDEKUNTA

HELLAS PLANITIA – FLUVIAALISET MUODOSTUMAT

Matti Roivainen

Oulu Mining School

GEOTIETEET

LuK-tutkielma

joulukuu 2021

TIIVISTELMÄ

Hellas Planitia – Fluviaaliset Muodostumat

Matti Roivainen

Oulun yliopisto, Geotieteiden tutkinto-ohjelma

LuK-tutkielma 2021, 32 s.

Marsin eteläisellä pallonpuoliskolla sijaitsevan Hellaksen impaktikraatterin fluviaalisesta kehityksestä on tehty lukuisia tutkimuksia. Tämä työ kokoaa eri aikakausina kehittyneet keskeisimmät fluviaaliset muodostumat niin Hellaksen altaan, kuin myös planeetan mittakaavassa. Muodostumien kehitykseen vaikuttaneita prosesseja kuvataan ja yhdistetään mahdollisuuksien mukaan terrestrisiin analogioihin. Marsin fluviaalisen toiminnan havaittiin jakautuvan karkeasti kolmeen erilliseen jaksoon, jotka myötäilevät Noachin, Hesperian ja Amazonian aikakausia. Varhaisen Hellaksen fluviaalinen toiminta todettiin aktiiviseksi, jota kuvastaa runsaat laaksoverkostot ja verkkosilikaatteja sisältävät vaaleasävyiset sedimentit. Planeetan lämpötilan laskiessa ja ilmakehän ohentuessa fluviaalisen toiminnan havaittiin siirtyneen suurilta osin paineenalaisiin akvifereihin. Nykyisen Amazonian ajan kausittainen fluviaalinen toiminta todettiin vähäiseksi, ja se näyttäisi rajautuvan satunnaisten tulvien lisäksi sulamisvesien erodoimiin raviineihin.

Asiasanat: Mars, Hellas, Planetaarinen geologia

SISÄLLYSLUETTELO

1 YLEISTÄ	3
1.1 Nebulaariteoria	3
1.2 Planetaarinen geologia	4
1.3 Mars.....	4
2 HELLAS PLANITIA	7
2.1 LDM-Peitteet.....	8
2.2 Fluviaaliset muodostumat	11
2.2.1 Ulosvirtausuomat	11
2.2.2 Laaksot ja sedimentit	15
2.2.3 Levymäiset muodostumat (sheet deposits)	19
2.2.4 Raviinit	21
3 YHTEENVETO	23
LÄHTEET	

1 YLEISTÄ

1.1 Nebulaariteoria

Tutkiaksemme aurinkokuntamme planeettoja, meidän on ymmärrettävä ne prosessit, joiden kautta ne ovat muodostuneet. Immanuel Kantin 1700-luvulla hypotetisoima ja nykyisin vakiintunut nebulaariteoria pyrkii vastaamaan aurinkokuntamme keskeisiin kysymyksiin.

Nebulaariteorian mukaan koko aurinkokuntamme muodostui pyörivästä kaasupilvestä eli nebulasta. Pyöriessään nebula painautui kasaan ja suurin osa sen massasta ajautui pilven keskusta. Tämän massajaon seurauksena syntyi aurinkomme aikainen versio, jota kutsumme prototähdeksi. Muu aines lajittui levyksi prototähden ympärille niin, että sisemmällä reunoilla se oli suurelta osin metallisia ja kivisiä materiaaleja. Etäisyyden kasvaessa tähteen, jäisien aineiden, veden ja hiilidioksidin osuus kasvoi.

Kehittyvä aurinkokuntamme jäähdyi. Jäätäneet aineet kondensoituivat kivien ja metallien pinnoille ja alkoivat muodostaa asteroidien kokoisia kappaleita, joita kutsutaan planetesimaaleiksi. Kaikki planeettamme syntyivät näiden planetesimaalien yhteen-törmäyksissä. Lähempänä aurinkoa olevat planeetat sisälsivät vähemmän jäää ja muodostivat kivisiä planeettoja, kun taas kauempana oleville planeetoille kertyi pienen ytimen ympärille valtavia määriä kevyitä aineita, kuten vetyä ja heliumia.

Nebulaariteoria antaa meille mahdollisuuden ymmärtää planeettojemme yhtäläisyyksiä. Jokainen taivaankappale on syntynyt samoista aineista samojen prosessien kautta. Ymmärrämme, että kivisillä planeetoilla on maapallomme kaltaisia ominaisuuksia, kuten metallinen ydin, kivinen vaippa ja ulkoinen kuori. Nämä yhtäläisyydet toimivat myös kantavana pohjana planetaarisen geologian tieteenalalle.

1.2 Planetaarinen geologia

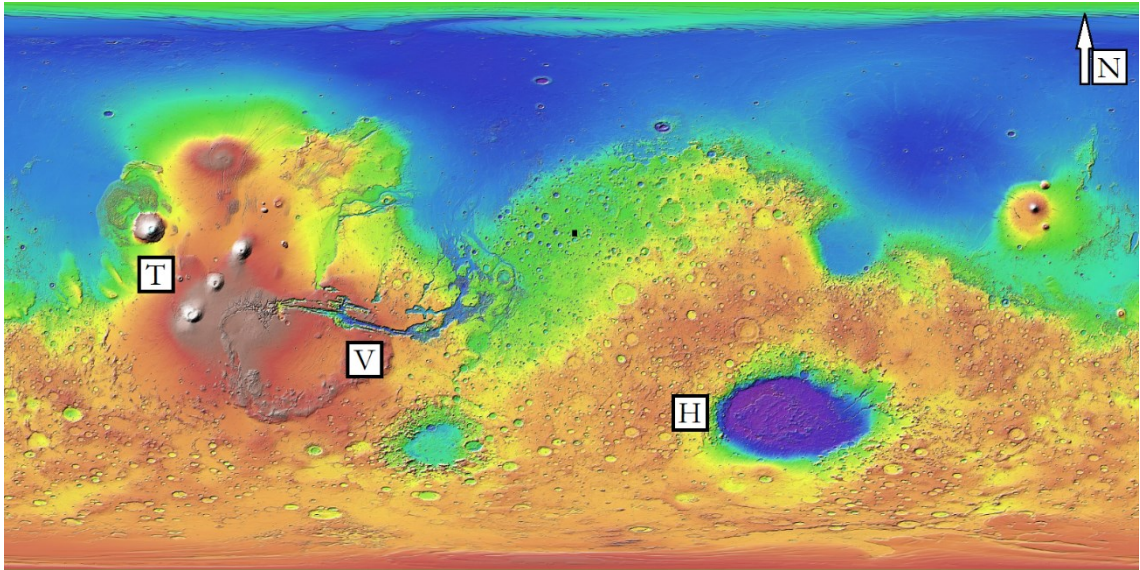
Aurinkokuntamme tutkiminen nojaa kolmeen keskeiseen aikamme tieteelliseen kysymykseen: Maan, Auringon ja muiden planeettojen alkuperä ja kehitys, elämän alkuperä ja kehitys, sekä ne dynaamiset prosessit, jotka muovaavat ihmisen terrestristä ympäristöä (National Research Council 1966, s.3). Ymmärryksemme viimeiseen kysymykseen on tarkentunut huomattavasti viimeisen 50 vuoden aikana. Nykyään myös reaaliaikaisen kehityksen seuraaminen satelliittien avulla on arkipäivää, se ulottuu ilmaston sekä tektonisten prosessien valvomisesta aina viljasatojen monitorointiin. Kerätyn tiedon avulla selvitämme mahdollisuuksia elämän alkuun maan päällä ja aurinkokunnassamme (Brack 1999).

Ymmärrys maapalloa muokkaavista prosesseista on keskeistä, kun rakennamme tietoutta muiden taivaankappaleiden alkuperästä ja kehityksestä. Terrestriiset analogiat ovatkin planetaarisen geologian avaimia, koska ne auttavat meitä selvittämään tapahtumia, jotka tapahtuivat miljardeja vuosia sitten, miljoonien kilometrien päässä. Usein analogiat kulkevat myös molempiin suuntiin. Osa planeettamme kivistä muodosti osan kuuta yli 4 Ga sitten. Ne maanpäälliset kivet, jotka ovat tuolta ajalta säilyneet, ovat joko muovautuneet tektonisissa prosesseissa, hautautuneet, kiteytyneet uudelleen tai hapettuneet miljardien vuosien aikana. Näin ollen kuu on eräänlainen ikkuna maapallomme historiaan. Kuun geologinen inaktiivisuus sekä ilmakehän puute mahdollistaa kivien säilymisen eri tavoin, kuin täällä maan päällä.

1.3 Mars

Mars muodostui noin 4.5 Ga sitten terrestriselle planeetoille tyypilliseen tapaan planetesimaaleista yhdistymällä 1.5 AU:n päähän auringosta. Se jäi kehittyessään kooltaan Maahan verrattuna pieneksi, ja se on halkaisijaltaan vain 3390 km. Pidemmän kiertoratansa takia yksi marsin vuosi vastaa noin 1,9 vuotta maapallolla. Marsin akselikulman kaltevuus on $25,2^\circ$ ja vastaa hyvin maapallon $23,4^\circ$ akselikulman kaltevuutta, mutta Marsin akselikulman kaltevuus vaihtelee suuresti. Viimeisen 10 Marsin vuoden aikana sen akselikulma on vaihdellut $14-48^\circ$ välillä, vaikuttaen merkittävästi planeetan ilmastoon (Head et al. 2003). Vain satoja vuosia planeetan muodostumisen jälkeen Marsille kehittyi sen ulkonäköä määrittelevä kahtiajako. Tämä dikotomiaksi kutsuttu ilmiö on noin 5 km korkeusero eteläisen ja pohjoisen

pallonpuoliskon välillä (Kuva 1). Pohjoisen pallonpuoliskon alangoilla kuoren paksuus on huomattavasti eteläistä ohuempaa, mikä on yksi tyypillinen seuraus suurista asteroidien impakteista. Vastaavan kaltaista kuoren ohenemista on Hellaksen impaktikraatterin alueella. Citron et al. (2018) ehdottaa dikotomian syntyneen prosessista, joka sai alkunsa massiivisesta impaktista planeetan pohjoiselle puolella.



Kuva 1. Marsin topografinen malli (MOLA). T = Tharsin kasauma jonka yläpuolella on havaittavissa sammunut Olympus Mons tulivuori ja oikealla Tharsis Monsin kolme sammunutta tulivuorikeilaa; Arsia, Pavonis ja Ascraeus Mons. V = Valles Marineris kanjonisysteemi, joka on todennäköisesti syntynyt planeetan kuoren halkeamana, kun Tharsiksen alueella kuoren päälle kasaantui suuri massa vulkaanista kiveä. H = Hellaksen impaktikraatteri, joka iskeytyi kuoreltaan paksulle ylänkömaalle. Siitä huolimatta kuori on Hellaksen pohjalla koko planeetan ohuinta. Korkeuksia kuvaavat värit alkavat Hellaksen syvimien alueiden violeteista kohti Tharsin ruskeita huippuja. (Mars MGS MOLA Global Color Shaded Relief 463m v1)

Marsin kehitys jaetaan Noachin, Hesperian ja Amazonian aikakausiin. Noachin aikakauden (4.1-3.7 Ga) alkaessa Mars oli voimakkaan asteroidipommituksen alaisena. Tuolloin tapahtui myös uusia massiivisia impakteja, joiden aiheuttamia ovat muun muassa Hellaksen (2200 km), Argyren (1800 km) ja Isidiksen (1500 km) impaktikraatterit. Suurimmat muodostumat syntyivät kuitenkin myöhäisen Noachin aikana, kun Tharsiksen alueelle (Kuva 1) kerääntyi voimakkaan vulkanismin seurauksena alkuperäinen Tharsiksen laavakilpi. Tharsiksen alueelle kertyneiden vulkaanisten kivien paino aiheutti ympärillään runsasta rakoilua, jonka seurauksena syntyi myös planeetan suurin kanjonisysteemi, Valles Marineris (Kuva 1). Se alkaa Tharsiksen kasauman itäreunalta ja jatkuu noin 4000 km kohti itää. (Werner 2008; Carr 2012)

Noachin aikakaudella tapahtui myös paljon fluviaalista eroosiota. Eteläisen pallonpuoliskon ylänköjä leikkaavat sadat toisiinsa yhteydessä olevat laaksot, jotka syntyivät jokiverkostojen eroosion tuloksena Noachin ja aikaisen Hesperian aikana. Veden aiheuttamat morfologiset piirteet, sekä verkkosilikaattilöydökset osoittavat, että Mars oli lämmin planeetta, jolla oli ilmakehä. Rungas impaktien määrä sekä vulkanismi ovat voineet kehittää planeettaa suuntaan, jossa nestemäinen vesi virtasi sen pinnalla. Hellaksen impaktin lähettyvillä jokin kuitenkin muuttui. Marsin ilmakehä alkoi tuhoutua aurinkotuulussa osa kerrallaan. Marsissa alkoi uusi aikakausi. (Scott et al. 1995; Carr 2012; Bibring et al. 2006)

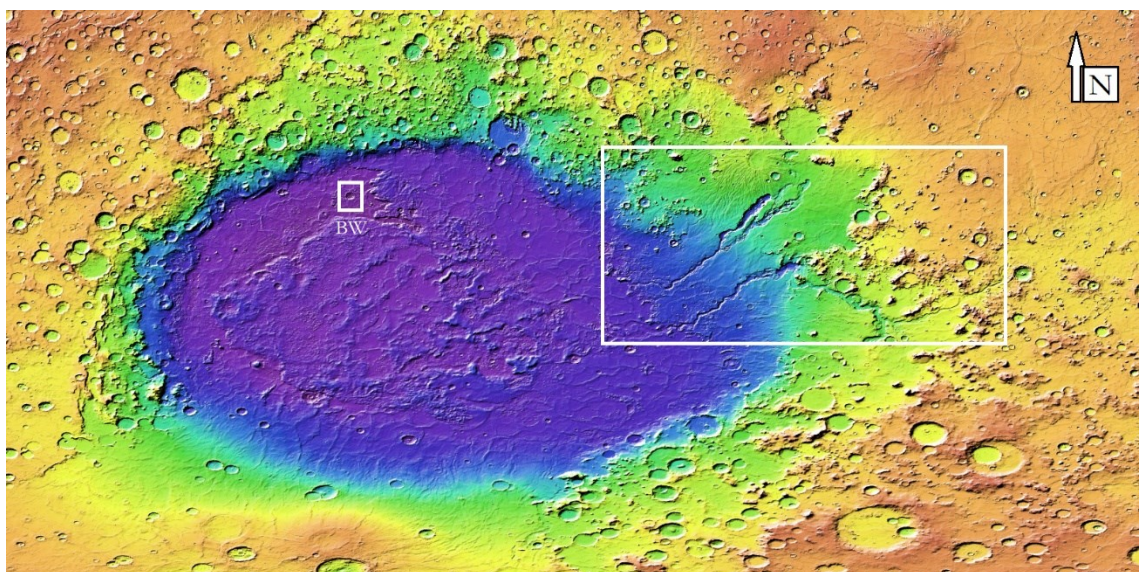
Noachin jälkeisillä aikakausilla Marsiin iskeytyvien asteroidien määrä oli vähäisempi kuin sen aiemmassa vaiheessa. Hesperian aikakausi (3.7-2.9 Ga) on todellisesti uusi aikakausi planeetan pinnalla. Verrattuna Noachin ympäristöihin Hesperialainen Mars oli kylmempi. Ohentuneen ilmakehän takia fluviaalinen toiminta muuttui. Lähes kaikki planeetan vesi oli jäätyneenä joko navoilla tai maaperässä. Nestemäinen vesi oli vangittuna ikiroudan alla. Veden aiheuttamaa eroosiota kuitenkin tapahtui. Vähäinen vulkanismi sulatti pinnan lähettyvillä olevaa ikiroutaa, tai uudet impaktit sulattivat jäätä vedeksi. Purkautuvat vedet muodostivat uudentyypisiä laaksoja. Nämä olivat kataklysmisiä tulvia, joissa maan tulviin verrattuna kymmenkertaiset virtaamat erodoivat Marsin pintaa muodostaen satoja ja tuhansia kilometrejä pitkiä uomia. (Carr 1979, 2012; Crown ja Mest 1997)

Nykyinen Amazonian aikakausi (2.9 Ga-) on kylmä ja planeetta käy läpi glasiaalista vaihetta (Head et al. 2003). Paksuudeltaan mitätön ilmakehä koostuu lähes täysin hiilidioksidista ja ilmanpaine on keskimäärin 560 Pa. Ohut ilmakehä ei juurikaan lämpene, mutta lämpötilojen noustessa nollan yläpuolelle vesi ei tyypillisesti sula, vaan sublimoituu paineen ollessa alle 611,2 Pa. Asteroidien impaktien määrä on laskenut aina planeettojen muodostumisesta lähtien, eikä suuria altaita muodostavia impakteja ole enää tapahtunut. Mars on kuitenkin ollut vulkaanisesti aktiivinen läpi aikakausien, muun muassa aurinkokunnan suurin tulivuori Olympus Mons muodostui osana Tharsiksen alueen monivaiheista kehitystä. Nykyisellä aikakaudella fluviaalisen, eolisen, kuten myös glasiaalisen toiminnan mahdollisuutta parantavat syvät rakenteet, joiden pohjalla ilmakehä on tarpeeksi paksua nestemäiselle vedelle sekä eoliselle toiminnalle. Yksi tämän kaltaisista paikoista on Hellas Planitia.

2 HELLAS PLANITIA

Hellas on Marsin toiseksi suurin impaktiallas, se on halkaisijaltaan yli 2000 km ja iältään 4.0 Ga vanha (Voelker et al. 2017; Leonard ja Tanaka 2001). Kraatteria ympäröivät reunukset ovat säilyneet melko vaihtelevasti. Alkuperäiset impaktireunat koillis- ja lounais-suunnissa ovat peittyneet suurilta osin vulkaanisen toiminnan aikana, mikä näkyy osuneiden impaktien alueellisena tiheyserona (Kuva 2). Peitettä on kuitenkin säilynyt kaakkois- ja luoteiskulmissa, joiden välillä on huomattavia eroja. Kaakkoisreunalla on vastakkaiseen puoleen verrattuna huomattavasti korkeampi profiili ja impaktin aikana muovaantuneesta pohjasta nousseet vuoristot suurempia. Luoteisen reunan muovaautumisella on selkeästi ollut pienempi intensiteetti, joka viittaisi kulmassa tapahtuneeseen impaktiin. (Leonard ja Tanaka 1993)

Kraatterin pohja, Hellas Planitia on syvyydeltään Marsin syvimpiä alueita. Suurin osa koko Hellaksen alueesta sijaitsee alle -6000 m korkeuksilla verrattuna Marsin datumiin, ja periaatteessa koko sen pohja on sen alapuolella. Syvimmät kohdat löytyvät luoteisosista Peneus Palusin alueelta, jossa syvyys on -8000 m alapuolella ja kuoren paksuus alle 7 km. Suuren syvyytensä johdosta Hellas Planitia on myös harvoja alueita Marsissa, jossa ilmanpaine on riittävän suuri nestemäisen veden esiintymiselle. Hellas on ominaisuuksiensa johdosta ollut miljardeja vuosia yksi glasiaalisen, fluviaalisen, kuin myös eolisen toiminnan kiintopisteistä. (Voelker et al. 2017; Neumann et al. 2004)



Kuva 2. Hellaksen impaktikraatterin korkeuskuva (MOLA). Kuva 5 esittää valkoisen suorakulman aluetta. Pienempi rajausta (BW) kuvaa Badwaterin kraatterin aluetta, jossa pinnan syvyys on Marsin alhaisin, -8194m (Voelker et al. 2017). (Rajausta tiedostosta Mars MGS MOLA Global Color Shaded Relief 463m v1)

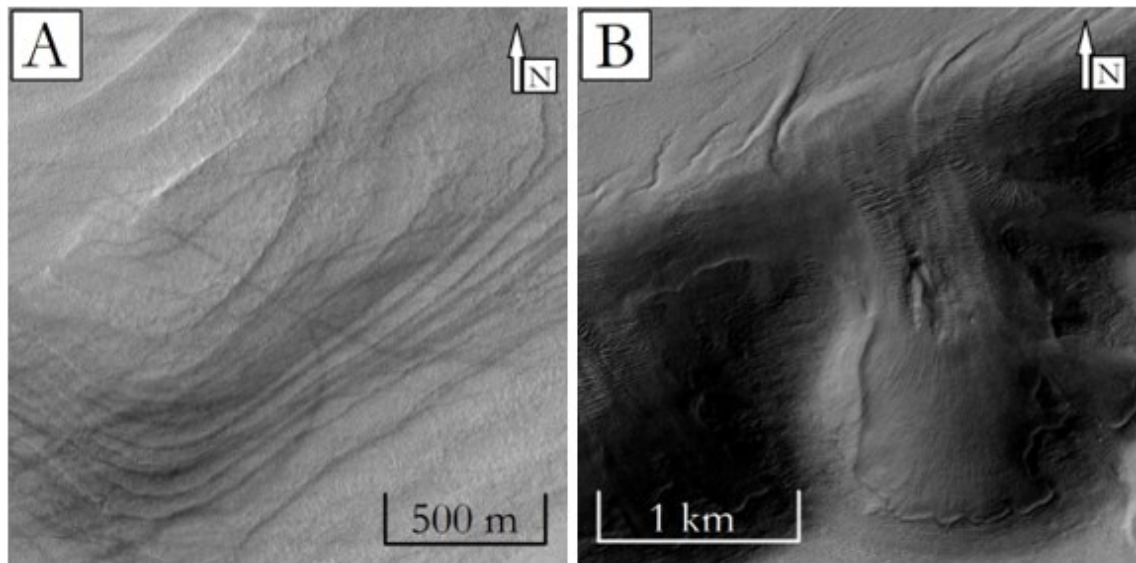
2.1 LDM-Peitteet

Hellaksen impaktikraatteri asettuu kokonaisuudessaan rajatuille leveysasteille, joilla on poikkeuksellinen piirre koskien planeetan pinnan morfologiaa. Ekvaattorin molemmiin puolin yli 25-30° leveyspiireillä sijaitsee jäätä ja pölystä koostuvia, leveysasteista riippuvaisia peitteitä (Latitude-Dependent Mantle, LDM) (Kreslavsky ja Head et al. 2002). Nämä peitteet poikkeavat ekvatoriaalisten alueiden sedimenttien kerrostumista selkeästi, sillä ne peittävät alle jäänyttä maastoa harson tavoin, eivätkä asetu normaalien sedimenttien kaltaisesti topografisiin altaisiin. Peitteitä rei'ittävien impaktikraattereiden perusteella ne ovat myös varsin nuoria, alle 150 ka ikäisiä. (Mustard et al. 2001) Peitteet ovat vallanneet lähes koko Hellas Planitian alueen, yli 90 prosenttia alueen pinta-alasta on hautautunut LDM-peitteiden alle (Voelker et al. 2017).

Peitteet ovat muodostuneet veden kondensoituessa ilman pöly- ja hiekkapartikkeleihin ja kerrostumalla sitten planeetan pinnalle gravitaation voimasta useissa erillisissä kerrostumisepisodeissa (Head et al. 2003). Kerrostuminen vaatii veden ja pölyn esiintymistä ilmakehässä, joista molempien pitoisuuksia Hellaksen leveyspiireillä edistävät suuret planeetan akselikulman vaihtelut. Suuren akselikulman aikana ilmaan nostettujen pölypartikkeleiden konsentraatio on ollut suurimmillaan (Haberle et al. 2003). Suuri akselikulma on myös oletettavasti edistänyt napajäätiköiden sulamista sekä sublimoitumista, ja siten veden liikkumista navoilta kohti matalampia leveysasteita (Kreslavsky ja Head et al. 2002). On siis hyvin todennäköistä, että kerrostuminen, myös Hellaksen alueella, ajoittuu mainituille periodeille. Akselikulman vaihtelun aiheuttama peitteiden kerrostuminen tukee myös tehtyjä havaintoja peitteiden kerrosmaisesta rakenteesta (Kuva 3a).

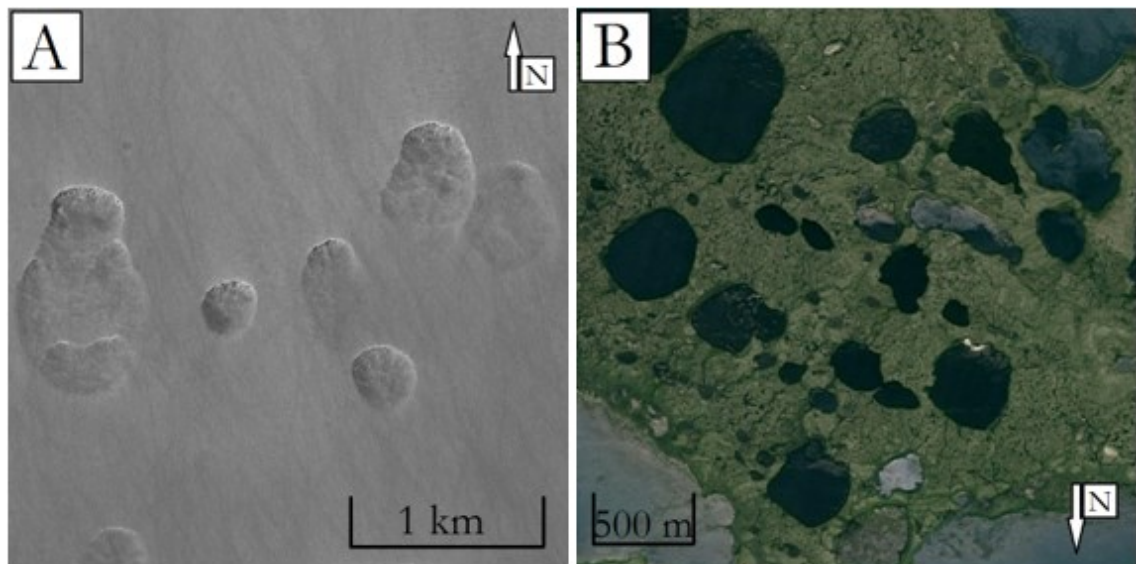
LDM-kerrostumien jääpitoisuuksista ei ole yksimielisyyttä. Peitteessä havaittujen VFF-muodostumien (Viscous Flow Feature, Kuva 3b) perusteella on kuitenkin todennäköistä, että ainakin niiden alueilla jääpitoisuudet ovat olleet suuria (Milliken et al. 2003). Jään esiintyminen ei kuitenkaan ole yhtenäistä peitteen leikkauksessa. Pintajään stabiili olomuoto vaihtelee akselikulman mukaan. Tällä hetkellä yli 40° leveyspiireillä jään pitäisi olla pysyvää, mutta sitä alemmilla asteilla se on alttiina sublimoitumiselle. Akselikulmasta riippuen 30-70°N ja 25-65°S vyöhykkeillä sijaitsevat peitteet kuuluvat eräänlaiselle vaihettumisvyöhykkeelle, jossa peitteiden sisältämä vesijää voi sublimoitua. (Kreslavsky ja Head 2002) Kerrostumista poistunut vesijää jättää jälkeensä irrallista

debristä, joka muodostaa pinnalle paksuudeltaan vaihtelevan, eristävän kerroksen (Conway ja Balme 2014).



Kuva 3. (a) Useiden LDM-depositioiden päällekkäistä kerrosrakennetta Hellas Planitian keskiosassa. Mustat kiemurtelevat viivat ovat pölypyörteiden jättämiä jälkiä (HiRISE kuva ESP_040021_1370 NASA/JPL/University of Arizona). (b) VFF-loobi Dao- ja Niger Valliksen välissä. Loobissa on terrestrisissä jäätiköissä havaittavat pienet osaloobit, virtaussuunnan mukaiset lineaatiot sekä poikittaiset ekstensoriaot. Terrestrisillä analogeilla on suuria jääpitoisuuksia. (MOC kuva M0304950)

Vesijään sublimoituminen on nähtävissä sen jättämien muodostumien perusteella. Erityisesti Hellas Planitian eteläreunoilla esiintyvä, niin sanottu ”Scalloped terrain” on saanut nimensä sen kampsimpukan muotoja muistuttavista vajoamista (Kuva 4a). Nämä vajoamat ovat keskimäärin 10-20 m syviä. Simpukkaa muistuttava muoto syntyy reunattomista, loobimaisista vajoamista (Zanetti et al. 2010). Vajoamat ovat suuntautuneet pohjois-etelä-suunnassa ja niiden kumulatiivinen pinta-ala kasvaa ekvaattoria kohden. Ekvaattorille kaatuvilla rinteillä lepäävillä vajoamilla on asymmetrinen rakenne. Navan puoleinen jyrkänne on terävä ja lyhyt. Ekvaattorin puoleinen pääty on kaltevuudeltaan pienempi ja pinta-alaltaan huomattavasti suurempi. (Morgenstern et al. 2007)



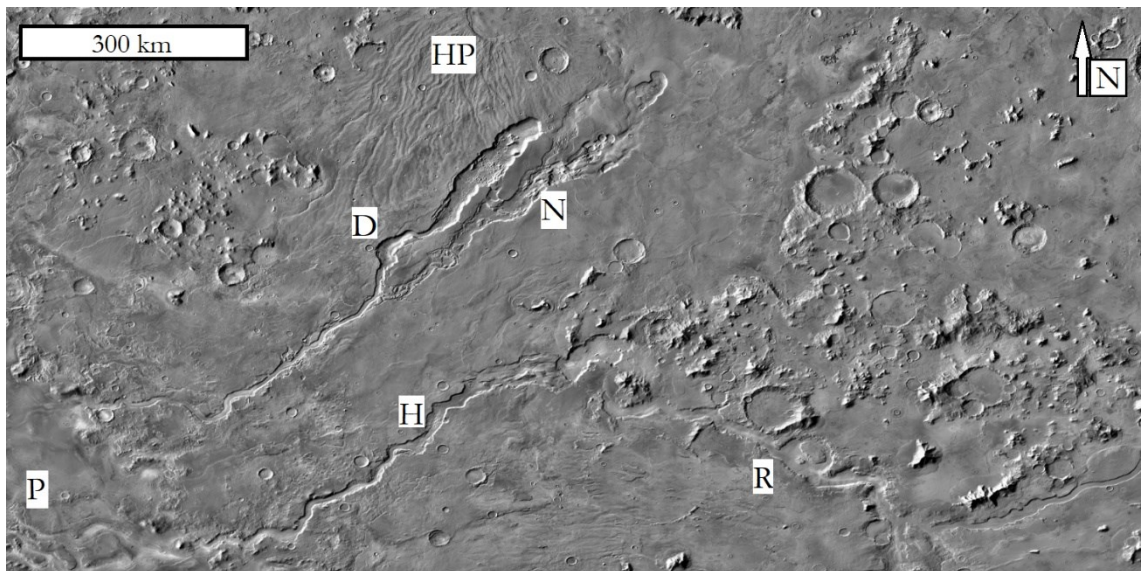
Kuva 4. (a) Auringon säteilyn aiheuttamia vajoamia LDM-kerrostumissa Hellaksen impaktikraatterin eteläreunalla. Pölypyörteiden jättämät jäljet johdattavat ajattelemaan, että kerrostumia eristänyt debriskerros on voinut kulua pois (HiRISE kuva ESP_004168_1220 NASA/JPL/University of Arizona). (b) Termokarsteja Kanadan Hudsonin lahdella. Termokarstien syntyprosessit ovat hyvin Marsin simpukka-vajoamien kaltaisia (58°24'31.4"N 93°16'21.2"W, Google maps 2021, maps.google.com.).

Morgenstern et al. (2007) pitää simpukkamaisten muodostumien alkuperänä Auringon säteilyn eli insolaation aiheuttamaa sublimaatiota. Kaltevilla alustoilla sijaitsevan peitteen pölyä ja hiekkaa sementoiva jää sublimoituu tai sulaa, pienentäen peitteen rakenteellista kestävyyttä. Lopulta tapahtuu sortuminen, joka jättää jälkeensä vajoaman. Zanetti et al. (2010) puolestaan päättelevät vajoamien alkavan pienistä peitteeseen syntyneistä ekvaattoria kohden suuntautuneista halkeamista, jotka kasvavat sublimoitumisen avulla suuremmiksi. Insolaation vaikutusta tukee myös vajoamien pohjois-etelä suuntautuminen. Myös terrestriisiä analogeja syntymiselle on tutkittu. Ulrich et al. (2010) esitti Siperian termokarstien avulla insolaatiomalleja Marsin muodostumille. Insolaatio osana vajoamien syntymistä selittää myös vajoamien keskittymisen Hellaksen alueen etelälaidalle. Eteläisellä laidalla esiintyy voimakkaita pölypyörteitä, joiden uskotaan kuluttaneen peitteitä eristävän debriskerroksen pois ja tehostaneen siten insolaation vaikutusta (Zanetti et al. 2010).

2.2 Fluviaaliset muodostumat

2.2.1 Ulosvirtausuomat

Hellas Planitian ja sitä ympäröivän alueen suurimmat fluviaaliset muodostumat ovat neljä suurta ulosvirtausuomaa, jotka laskeutuvat alueen itäsektorille (Kuva 5). Dao (D) ja Niger (N) Vallis ovat kaksi pohjoisinta uomaa. Niiden alkulähteet ovat 1-2 km syviä tasankojen vajoamia Hadriaca Patera tulivuoren (HP) kaakkoispuolella. Uomat kulkevat lounaissuunnassa ja yhdistyvät yhdeksi, noin 1200 km pitkäksi uomaksi. Harmakhis Vallis (H) muodostui Daon ja Nigerin eteläpuolelle noin 800 kilometrin pituiseksi uomaksi, jonka alkupiste on pinta-alaltaan noin 3000 neliökilometrin vajoama. Reull Vallis (R) on alueen uomista pisin. Sen alkulähde on kaukana idässä, Hesperia Planumin alueen etelälaidalla. Veden virtaus kulki pohjois-etelä-suunnassa ja kääntyi laskemaan topografiaa noudattaen länteen kohti Hellas Planitiaa, mutta päättyi lopulta Harmakhis Valliksen alkulähteille. Uomasysteemien on havaittu leikkaavan muodostumia, joiden impaktimerkkien avulla määritetyt iät ovat aina Noachin ajoilta nuoriin Amazonisiin. Kaikki neljä uomaa ovat siis Hellaksen alueen neljän miljardin vuoden kehitykseen verrattaessa hyvin nuoria. (Crown ja Mest 1997; Leonard ja Tanaka 2001; Scott et al. 1995; Kukkonen et al. 2015; Crown et al. 2005)

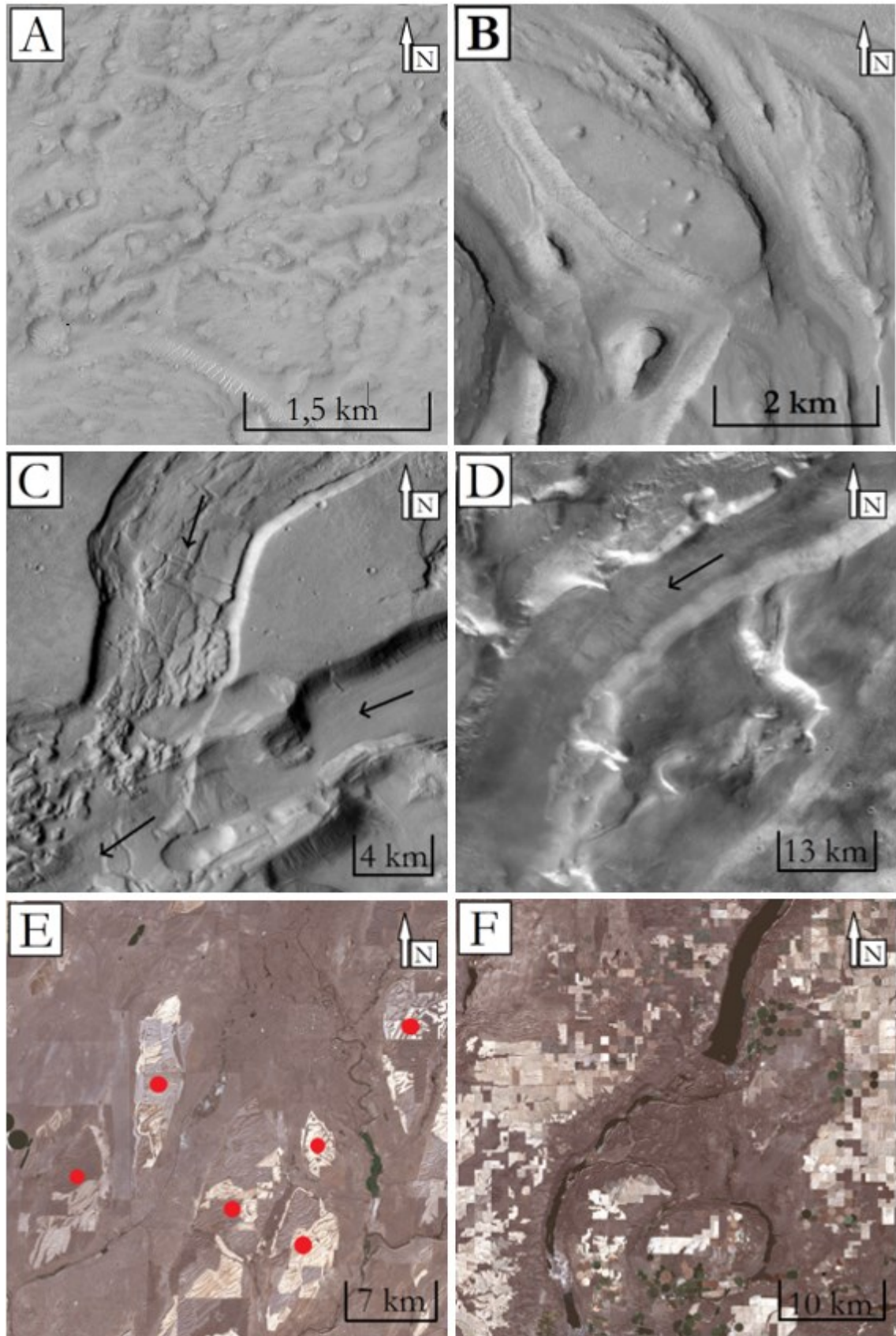


Kuva 5. THEMIS IR päivä kuvien mosaiikki Hellaksen itäosasta. Vasemmalla Hellas Planitian itäreunaa (P). Keskellä alueen neljä suurinta ulosvirtausuomaa: Dao Vallis (D), Niger Vallis (N), Harmakhis Vallis (H) ja Reull Vallis (R). Ylhäällä myös näkyvissä osa Hadriaca Pateran kalderaa (HP). (Mars THEMIS IR Controlled Mosaic Hellas 65S 060E 100 mpp, USGS, Robin Ferguson, 2019)

Hellas-Hesperia-kaikalossa sijaitsevat ulosvirtausuomat alkavat niille tyypillisesti pistemäisestä lähteestä. Pääsääntöisesti uomien koko ei kasva, ne muodostuvat alkupisteestä lähtien täydellä voimalla ja syntymekanisminsa takia voivat esiintyä ilman sivujokia (Carr 2012). Useiden muodostumisteorioiden joukosta ilmeisesti hyväksytyimmän esityksen (Carr 1979) mukaan Marsin ulosvirtausuomat muodostuivat nopeasti suuripaineisen akviferin purkautuessa pinnalle. Noachin ja Hesperian aikana Marsin pinnalla esiintynyt vesi imeytyi tehokkaasti impaktien yhteydessä breksioituneeseen kiviainekseen, jolla oli suuri huokostilavuus. Planeetan jäähtyminen aiheutti kilometrien paksuisen ikiroudan kehityksen, joka eristi sen alle kerääntyneen veden paineelliseksi akvifereiksi. Tulvat ja uomasysteemien kehittyminen johtuivat yleisimmin joko uusista impakteista, tai ikiroutaa sulattavasta vulkaanisesta toiminnasta. Dao ja Niger Valliksen sijainti Hadriaca Pateran juurilla indikoi vulkaanista kytkentää. Marsin pinnan jääkennän rikkoutuessa sen alle paineistunut vesi purkaantui voimakkaasti pinnalle ja erodoi uusia uomia ja uomasysteemejä. Uomasysteemien havaittu pistemäinen alkulähde tukee hyvin paineistetun veden teoriaa, mutta ei sulje pois muitakaan vaihtoehtoja. Leverington (2004) väitti, että uomasysteemien muodostumisen takana voisi olla veden sijaan laavavirtaukset. Aiemmin laavavirtojen kykyä muodostaa uomissa näkyviä pisaramaisia saaria ja muita muodostumia kritisoitiin. Leverington (2004) kuitenkin osoitti, että ainakin pisaramaiset muodostumat ovat mahdollisia Marsin laavavirtauksissa.

Kataklysmisiä tulvia on esiintynyt Marsin lisäksi myös Maapallolla ja viimeisimmän jääkauden verrattain yleisien tulvien muodostamat maanmerkit ovat auttaneet tunnistamaan tulvavesien liikkeitä Marsissa. Tunnetuimpia terrestrisiä analogeja ovat varmaankin Altain ja Missoulän tulvat (Komatsu ja Baker 1997b, 2007). Missoula oli Yhdysvaltojen luoteiskulmaisen Spokanen alueelle muodostunut jäätikköjärvi. Se oli patoutunut osittain topografian ja kertyneen jäätikköseinämän taakse. Jääpadon murtuminen aiheutti nopean purkauksen, jossa tulvavedet täyttivät Spokanen laaksoa maksimissaan noin $15 \pm 3 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ virtaamalla (O'Connor ja Baker 1992). Massiivisten virtausten oletetaan aiheuttaneen suurimman osan eroosiosta jo päivän tai kahden sisällä, jonka jälkeen tulvien on laskettu jatkuneen useiden viikkojen ajan (Baker ja Milton 1974). Jäätikköjärvien syntyminen Spokanen alueelle on näyttänyt myös olevan toistuvaa. Arviolta 7-40 tulvaa vaihtelevilla voimakkuuksilla muokkasi alueen maastoa, joista nuorimman kerrostuman iäksi määriteltiin noin 16.8 ka (Last ja Rittenour 2021; Waitt 1984).

Kataklysmisten tulvakanavien muodostumisissa on huomattava, että tulvavirtauksille ominaiset muodostumat, kuten suuntautuneet saaret, uurteet, vesiputoukset ja uomien seinämät ovat eroosion aiheuttamia, eikä esimerkiksi suuntautuneet saaret ole sedimentaation tulosta. Terrestrisissä tulvissa virran mukana voi myös kulkeutua noin 1-10 metrisiä lohkareita, joita on havaittavissa kiilautuneina Spokanen alueella (Komatsu ja Baker 1997a; Last ja Rittenour 2021). Marsin purkausuomien dimensioiden perusteella voidaan päätellä, että siirtyneet lohkarit ovat voineet olla merkittävästi terrestrisiä vastineitaan suurempia. Marsin pohjoisella puolella sijaitsevan Ares Vallisin uomasysteemin dimensioiden perusteella on arvioitu, että sen suurin virtaama on ollut $570 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$, jossa virtausnopeuden päätellään saavuttaneen jopa 100 m/s (Komatsu ja Baker 1997a). Vaikka fluviaalisten uomasysteemien mittakaavat planeettojen välillä näyttävät olevan kaukana toisistaan, voidaan molempien kataklysmisten tulvien jättämistä jäljistä löytää yhtäläisyyksiä (Kuva 6) ja johtaa terrestrisiä analogeja myös Marsiin.



Kuva 6. (a) suuntautuneita saaria Palosin ulosvirtausuoman päädyssä. Uoma muodostui Palosin kraatterin tulviessa. Virtauksen suunta pohjoinen-itä (HiRISE kuva ESP_045782_1820 NASA/JPL/University of Arizona). (b) Suuri pisaran muotoinen saari Hrad Vallisin varrella, Elysium tulivuorten länsipuolella. Virtauksen suunta on kohti luodetta (HiRISE kuva ESP_007738_2145 NASA/JPL/University of Arizona). (c) Niger Vallisin pohjoisesta tuleva haara yhdistyy eteläiseen, vanhempaan uomaan. Pohjoisen

uoman omintakeinen pohja on syntynyt romahtaneista yksiköistä (Kukkonen ja Kostama, 2018). Näkyvillä myös uomalle ominaiset jyrkät reunat. Mustat nuolet osoittavat virtaussuunnan (CTX kuva B05_011788_1459_XN_34S_265W). (d) Uomille ominaista jyrkkäreunaisuutta ja profilia Dao Vallisissa. Uoman leveys usein yli 10 km, musta nuoli osoittaa virtaussuunnan. (CTX kuva J01_045295_1420_XN_38S271W). (e) Scabland-maastoa Spokanesta lounaan suuntaan. Suuntautuneet saaret (merkattu punaisella) ovat samankaltaisia muotoja, kun niiden vastineet Marsissa. Saaret ohenevat virtaussuunnan mukana. Pohjalla eri uomien yhdistymiä (Sentinel-2 L2A, 21.09.2021). (f) Kuvan keskellä Gran Coulee City. Kuvan halkaisee jääkaudella muodostunut tulvauoma. Pohjoisesta laskeva leveämpi osuus on nykyisin padottuna. Sen eteläiselle puolelle avautuu paljas vanha uoman pohja, jossa useita Marsille tutun näköisiä fluviaalisia eroosiomuotoja. Pohjoisemmasta osuudesta voi myös nähdä tyypillisen suuren virtaaman kuluttamat jyrkät seinämät ja uoman lyhyen jatkuvuuden. (Sentinel-2 L2A, 31.10.2021).

2.2.2 Laaksot ja sedimentit

Marsin eteläisen pallonpuoliskon vanhoja ylämaita leikkaa sadat veden uurtamat laaksot (Komatsu ja Baker 2007). Nämä laaksot ovat ympäröineet myös Hellaksen kraatterin reunat ja ovat paikoittain näkyvillä myös sen pohjalla. Hellaksen reunamilla olevien laaksojen kaltevuus on keskimäärin $3\text{--}5^\circ$, eikä niitä juurikaan esiinny syvillä, alle -6000 metrin korkeuksilla (Voelker et al. 2017).

Ero Marsin ulosvirtausuomiin on ilmeisen selvä. Laaksot ovat kooltaan merkittävästi pienempiä ja niiden muodot sekä kehitys muistuttavat terrestrisiä jokilaaksoja. Keskimääräisen laakson pituus vaihtelee muutamista kymmenistä useisiin satoihin kilometreihin, ja ne ovat usein alle kilometrin levyisiä (Kuva 7c). Leikkausprofiili muistuttaa laaksojen alaosissa terrestrisiä U-laaksoja ja ne voivat yläosistaan vaihettua vähemmän kulutetuiksi V-malliseksi laaksoiksi. Reunamat ovat tyypillisesti korkeat ja jyrkät ja epäsäännöllistä laakson paksuuntumista tapahtuu, mutta usein ne ovat paksuudeltaan tasaisia. Uomista poiketen laaksot verkostoituvat usein tai niillä on pieniä sivujokia. Sivujoet voivat liittyä laaksoihin ja pääuomiin riippuvina laaksoina (Kuva 7b). Laaksot ja niiden sivujoet alkavat usein pyöreähköistä, amfiteatterimaisista jyrkänteistä (Kuva 7d). (Komatsu ja Baker 2007; Laity ja Malin 1985; Hargitai et al. 2017)

Ylänköjä leikkaavat laaksot ovat keskeinen osa Noachin aikaista kehitystä. Suurin osa laaksoista syntyi Noachin ja aikaisen Hesperian aikakaudella, kun olosuhteet ilmakehän ja lämpötilan suhteen olivat otollisia veden kondensaatiolle. Laaksojen suhteellisia iäkiä selvitetään määrittämällä niiden leikkaamien muodostumien ikäjärjestys. Scott et al. (1995) päätteli noin 65 prosentin laaksoista olevan Noachin aikakaudelta. Hesperian laaksojen kehitys on luultavasti tapahtunut suuressa määrin episodisissa fluviaalisissa

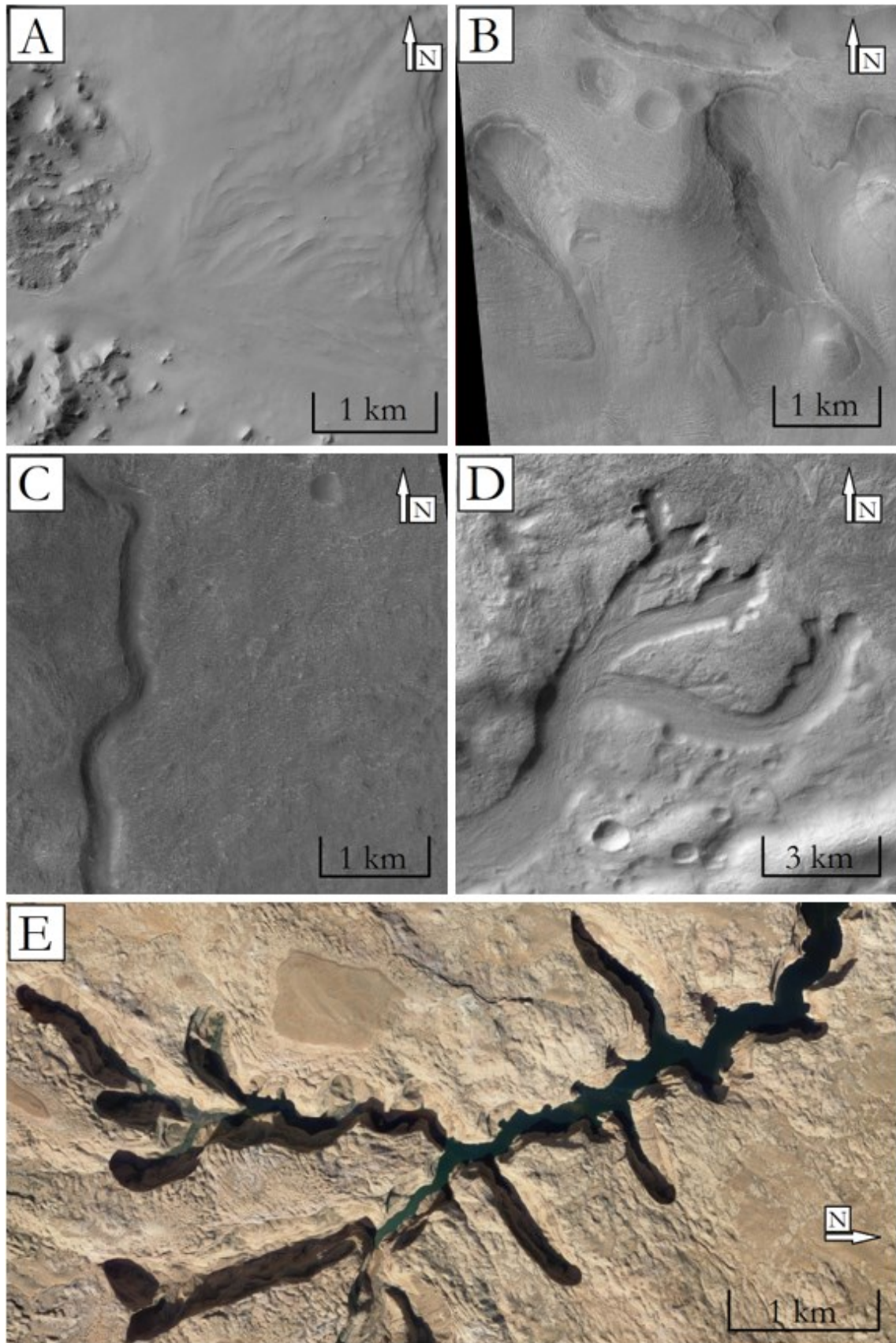
tapahtumissa huomattavasti pidemmän aikajakson aikana, kun planeetan lämpötila ja ilmanpaine siirsivät hitaasti fluviaalisen toiminnan Hesperian ajalle ominaiseen lyhytaikaiseen ja voimakkaaseen eroosioon. Hellaksen alueella havaitut laaksot ovat pääsääntöisesti Noachin aikakaudelta (Crown et al. 2005).

Laaksojen muodostumisen tarkoista syntymekaniikoista ei ole selkeää yhtenäistä käsitystä. Laaksojen morfologiset piirteet, eroosiouomasysteemit ja paikoin esiintyvät alluviaalityyppiset keilat ja deltat muistuttavat maapallon fluviaalisia eroosio ja kerrostumistopografioita (Carr 2012). Laity ja Malin (1985) esittivät, että Colorado Plateaun alueella olevien sivujokien sortumat noudattavat samoja piirteitä, kun Marsin laaksojen päädyt (Kuva 7d,e). Pyöreät päädyt ovat syntyneet yhteistyössä laaksoa syöttäneen pohjavesivirtauksen kanssa. Virtaava pohjavesi on aiheuttanut päällä olevien materiaalien rakenteellisen heikkenemisen, joka on lopulta johtanut paikalliseen sortumiseen. Irronnut sedimenttiaines on sitten poistunut paikalta veden kuljettamana. Sama mekanismi on havaittavissa myös suuremman mittakaavan ulosvirtausuomissa (Kuva 6c).

Eteläiset vanhat ylängöt ovat miljardien vuosien aikana kokeneet raskaan asteroidipommituksen ja suuri osa sen pinta-alasta on peittynyt jonkin asteisesti säilyneillä impaktikraattereilla. Pommitus oli huomattavasti suurempaa vielä Noachin aikakaudella, kun valtaosa laaksoista erodoitui planeetan pinnalle. Monet laaksoista suuntautuvat asteroidien reunoille ja laaksojen uomissa virrannut vesi kuljettu sedimenttejä kraattereiden pohjille, muodostaen alluviaalisia keiloja ja ajoittain deltoja. Sedimenttien muodostamia keiloja (Kuva 7a) on havaittu satoja (Wilson et al. 2021), mutta deltat ovat silti potentiaaliinsa nähden sängen harvinaisia – edes Hellaksen pohjalla ei ole nähtävissä selkeitä deltamaisia morfologioita. Yksi selitys kraattereiden deltavajeelle olisi suuresti vaihteleva vedenpinta, jolloin tasaista deltan sedimentoitumista ei olisi tapahtunut. (Howard 2007; Voelker et al. 2017) Vaihteleva vedenpinta ei kuitenkaan nykyisten havaintojen perusteella selitä deltojen puutetta Hellas Planitian alueella. Pohjalle yltävät lukuisat laaksot, suuret ulosvirtausuomat sekä niiden fluviaaliset kerrostumat osoittavat, että alueella on tapahtunut merkittävää fluviaalista toimintaa, mutta suuren vesistön jättämistä rantaviivoista ei vielä ole tehty pitävää havaintoa (Voelker et al. 2017). Mahdollisesti kertyneen deltan on sijaintinsa perusteella kuitenkin mahdollista joutua hautaantuneeksi nuorien LDM-peitteiden alle tai tuhoutua tunnistamattomaksi Hellakselle yleisissä hiekkamyrskyissä.

Laaksoverkostot ovat todennäköinen vedenlähde myös Hellaksen alueella esiintyville vaaleasävyisille sedimenteille (LTD). Altaan pohjoinen reuna muodostaa yhden Marsin neljästä merkittävästä LTD-vyöhykkeistä. Karkeasti länsi-itä-suuntainen vyöhyke kattaa ainakin tuhannen kilometrin kaistan kraatterin pohjoisesta reunasta sekä koillisesta kulmasta, ja kuuluu esiintymätyypille yleiselle 30° leveyspiirille (Malin ja Edgett 2000; Voelker 2018). LTD-esiintymät voivat olla rakenteeltaan massiivisia tai kerrosrakenteisia, paksuudeltaan metreistä kilometreihin ja niiden on laajalti ajateltu syntyneen alluviaalisissa, lakustrisissa tai deltan kerrostumisprosesseissa (Ansan et al. 2011; Malin ja Edgett 2000; Voelker 2018). Voelker (2018) havaitsee Hellaksen esiintymien liittyvän ilmeisemmin altaan reunoilla sijaitseviin dendriittisiin laaksoverkostoihin, jotka ovat voineet toimia Noachin ja aikaisen Hesperian ikäisten esiintymien veden lähteenä. Mainittu selkeiden rantaviivojen puute Hellaksen alueella kuitenkin rajaa lakustrisen ja deltasedimentaation todennäköisyyttä kraattereiden sedimentteihin. Esiintymät ovatkin levittäytyneet jotakuinkin epäsäännöllisesti kraattereiden pohjille, seinämille, sekä kraattereiden välisille tasangoille.

Vaaleasävyiset sedimentit ovat olleet kiinnostuksen kohteena niiden usein sisältämien verkkosilikaattien takia, joita muodostui Marsin historiassa sen aktiivisemmalla Noachin aikakaudella (Mustard et al. 2008; Bibring et al. 2006; Poulet et al. 2005; Ansan et al. 2011). Verkkosilikaattien esiintyminen kerrostumissa on merkittävää, sillä se todistaa veden läsnäolon mineraalien kiteytymisen aikana. Verkkosilikaatit muodostuivat muuttumisen kautta keskimatalissa lämpötiloissa. Pintaolosuhteissa verkkosilikaattien muodostuminen on vaatinut pitkäaikaista, stabiilia vettä muodostumisalueella. Syvemmällä muuttuminen verkkosilikaateiksi tapahtui hydrotermisten fluidien avulla. (Bibring et al. 2006; Ehlmann et al. 2011) Vaaleasävyisten sedimenttien nimi on peräisin niiden yöaikana mitatuista infrapunaheijastuksista, jossa ne erottuvat ympäröivästä maastosta lämpiminä alueina (Howard et al. 2021). Ne poikkeavat usein ympäristöstään myös niiden rakenteellisten ominaisuuksiensa perusteella. Esiintymien on havaittu muodostavan jyrkkiä rinteitä ja kallionseinämiä, joka indikoi esiintymien olevan kovettunutta materiaalia. Eolinen toiminta tukee havaintoa kovasta pinnasta. Eolisen sedimenttien on huomattu harvoin akkumuloituvan esiintymien pinnoille, ja eolinen eroosio tuottaa kerrostumille kirkkaan pinnan (Malin ja Edgett 2000; Howard et al. 2021).



Kuva 7. (a) Alluviaalinen keila tai delta Promethei Terran alueella, Hellaksen itäisellä lähialueella. Virtaus on peräisin kraatterin länsipuolelta tunkeutuvasta laaksosta (HiRISE kuva ESP_033281_1485 NASA/JPL/University of Arizona). (b) Riippuvia laaksoja Dao Vallisin uoman pohjoisreunalla. Laaksoilla on pyöreät päädyt (HiRISE kuva ESP_048222_1445 NASA/JPL/University of Arizona). (c) Hellas Planitian pohjoisella puolella, verrattain matalalla sijaitseva pieni ja matala laakso (HiRISE kuva

Kuva 7. (jatkuu) ESP_030461_1505 NASA/JPL/University of Arizona). (d) Hellas Planitian itäsektorilla sijaitseva laakson dendriittimäinen lähde. Pyöreät päädyt ovat selkeästi romahtaneet, luultavasti pohjaveden avustamina (CTX kuva P17_007846_1427_XN_37S278W). (e) Iceberg canyon, Utah. Kanjonien pyöreät jyrkännepäädyt ovat muodostuneet pohjavesivirtauksen edistämänä romahduksina, kuten useat Marsin laaksoista (Iceberg Canyon, Utah 84533, USA, Google Maps 2021, maps.google.com.).

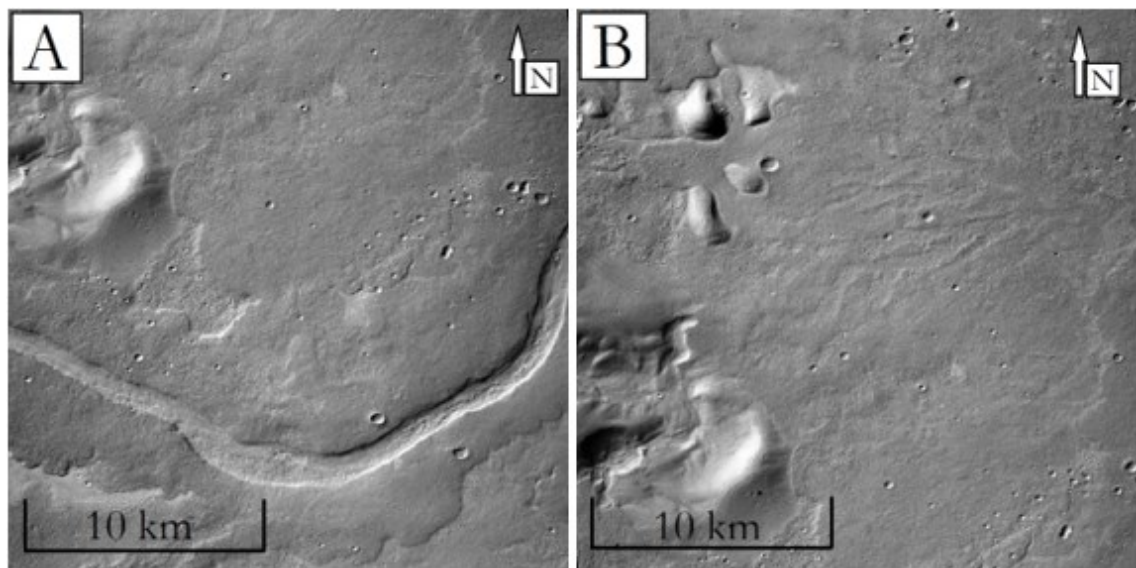
2.2.3 Levymäiset muodostumat (sheet deposits)

Hellas Planitian itäsektorille laskevan Dao Valliksen päätyosat ja niitä ympäröivät tasangot ovat loivaa aluetta. Tässä ympäristössä uomien yhteydessä on havaittu sarja levymäisiä muodostumia (Sheet Deposits), jotka ovat suuntautuneet voimakkaasti lateraalisten akseleiden suuntaisiksi kerrostumiksi (Kuva 8a). Ne ovat mitä ilmeisimmin levittäytyneet Dao Valliksen uomasta, peittäen yli 14,500 km² kokoisen alueen uomaa ympäröivästä tasangosta. Sarja koostuu viidestä erillisestä levymäisestä kerrostumasta, joiden paksuudet vaihtelevat 13.4-42.8 m välillä, keskiarvopaksuuden ollessa 26.6 m. Tulokset sisältävät kuitenkin merkittäviä epävarmuuksia, sillä paksuuksien mittaukset ovat mahdollisia vain kerrostumien reunavyöhykkeillä. Myös kerrostumien iät on voitu määrittää impaktimerkkien perusteella: kaksi vanhinta sijoittuvat myöhäisen Hesperian ajalle, kun taas kolme viimeisintä ovat selkeästi Amazonisia. Virtausten ajoitus on siis rinnastettavissa niiden lähteenä toimineen Dao Valliksen kehityksen ajalle. (Voelker et al. 2017, 2018; Voelker 2018)

Hellaksen kerrostumilla on tasainen pinnan profiili ja ne päättyvät useisiin loobinmuotoisiin kärkiin. Muotonsa perusteella ne on mahdollista yhdistää muihin Marsissa ja Maassa sijaitseviin virtauksiin (Zimbelman et al. 2008; Keszthelyi et al. 2004; Voelker et al. 2018). Marsin Tharsiksen ja Elysiumin provinsseilla sijaitsevilla levymäisillä kerrostumilla on selkeä vulkaaninen alkuperä. Keszthelyi et al. (2004) käyttivät Islannin laavavirtauksia analogiana Marsista löydetyille kerrostumille ja määrittelivät niille yhteisiä pinnan morfologisia piirteitä. Virtauksen suuntaiset lineaatiot, pinnalla kelluneiden massiivisten laattojen rakenteet, halkeilleen pinnan polygonit sekä topografisten esteiden luomat uurteet olivat muodostuneet niin terrestrisiin, kuin myös Marsista löydettyihin virtauksiin. Voelker et al. (2018) ei kuitenkaan onnistunut yhdistämään yhtäkään yllä mainituista piirteistä luotettavasti Dao Vallista ympäröiviin kerrostumiin. Lineaatioiden kokoluokka ja jakautuminen ei täsmännyt vulkaaniseen alkuperään. Myös pinnalla esiintyneet uurteet esiintyivät satunnaisesti, eivätkä olleet sidottuja topografisiin esteisiin. Sadoista metreistä kilometreihin yltäviä laattarakenteita

ei havaittu lainkaan. Tutkimus toteaakin vulkaanisen alkuperän Hellaksen tapauksessa epätodennäköiseksi.

Todennäköisin alkuperä kerrostumille on luultavasti hyperkondensoituneet virtaukset tai debrisvirtaukset, myös jää-debris virtauksia on ehdotettu (Voelker 2018: Voelker et al. 2018). Pienen vesi-debris suhteen omaavilla virtauksilla ei ole kykyä muodostaa lobaatteja kärkiä tai kerrostumissa havaittuja paksuuksia. Virtauksen debrismäärän on siten oltava riittävän suuri, jotta veden negatiivinen huokospaine mahdollistaisi plastisen virtauksen. Hyperkondensoitunutta virtausta tai debrisvirtausta tukee myös kerrostumien rajapintojen lähettyville kaivertuneet dendriittiset uomat (Kuva 8b). Nämä matalat uomat ovat kaivertaneet muotonsa edellisen kerrostuman pinnalle. Muodon uurtaneelle vedelle ei ole selkeää alkulähdettä, mutta sen juurien sijainti uudemman levykerrostuman rajapinnalla indikoi lähdemateriaalin erottautuneen uudemmasta virtauksesta, kun veden huokospaine on muuttunut positiiviseksi (Voelker et al. 2018).



Kuva 8. (a) Dao Valliksen ympärille kerääntyneitä levymäisiä kerrostumia. Uomien reunoilla näkyy uusin lobaattikärkinen kerrostuma, joka peittää osittain alle jäänyttä kerrostumaa. (b) Jatketta kuvan (a) pohjoiseen. Oikealla puolella dendriittiset ja matalat uomat, vasemmalla lisää loobimuotoisia kärkiä topografisten esteiden välissä. (Molemmat ovat rajauksia CTX-kuvasta P19_008347_1382_XI_42S278W)

2.2.4 Raviinit

Suurien uomasysteemien ja laaksojen lisäksi Hellaksen alueella on havaittavissa mittakaavaltaan pienempiä, ainakin osittain fluviaalisesti muodostuneita raviineita. Marsin raviinit ovat tyypillisesti kolmiosisia ja sisältävät lähdealueen, uomaosan ja distaalipuolen viuhkarakenteen (Kuva 9). Ne ovat lähes aina alle kilometrin pituisia sekä leveydeltään korkeintaan muutamia kymmeniä metrejä (Voelker 2018). Harrison et al. (2015) selvittivät raviinien esiintymistä Mars Reconnaissance Orbiterin (MOC) keräämän kuvamateriaalin perusteella. He löysivät raviinien esiintymisessä selvää jakautumista planeetan eri leveysasteilla. Suurin osa kaikista havainnoista sijoittui 30-80° leveyspiirien sisälle molemmilla pallonpuoliskoilla. Tutkimus päättyi Voelker et al. (2017) tavoin lopputulokseen, että raviinien esiintyminen on selkeästi harvinaisempaa topografialtaan Marsin matalammilla alueilla, ja että muodostumat keskittyvät erityisesti jyrkille rinteille ja kraattereiden seinämille. Havaintoon vaikutti oleellisesti se, että eteläisen pallonpuoliskon ylängöillä raviinien esiintyminen oli moninkertaista verrattuna pohjoisen vähäkraatterisille alangoille. Voelker (2018) kuvasi kuitenkin Hellas Planitian alueen raviinien löydöksiä erityisen vähäisiksi ja oletti Hellaksen olosuhteiden yhdistettynä alueen topografiaan aiheuttaneen useimpien raviinien kehittymisen. Hellaksen alueen raviinien vähäisyyttä on kuitenkin perusteltu toiseen suuntaan nimenomaan alueen suotavan topografian puutteella (Dundas et al. 2015).

Yleisin teoria raviinien synnylle on se, että ne ovat syntyneet fluviaalisen toiminnan tuloksena, vaikkakin kilpailevia teorioita on useita. Shinbrot et al. (2004) esittää täysin vedetöntä ja kuivaa raevirtauksen aiheuttamaa raviinien muodostumista. Teoria nojaa kuivan materiaalin fluidisaatioon rinteissä äkillisten romahdusten vapauttaman energian seurauksena. Voelker (2018) huomasi myös, että Hellaksen pohjalla raviinien harva esiintyminen ei voi johtua topografisista rajoitteista. Raviinien muodostumista on luultavasti estänyt Hellaksen korkea ilmanpaine, joka aiheuttaa peitteiden pintojen kuivumista. Kuivan raevirtauksen teorian vastaisia havaintoja ovat muun muassa raviineiden loivilla osuuksilla esiintyvät lokaalit rinteet. Rinteet esiintyvät osuuksilla, joissa kaade on alle materiaalien oletetun kitkakulman (Harrison et al. 2015).

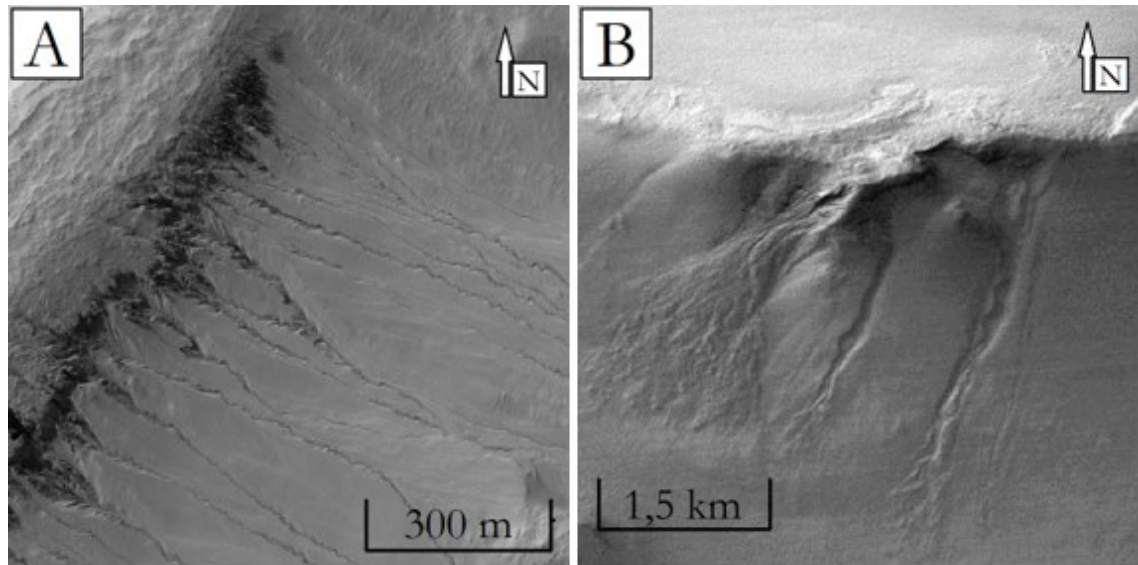
Toinen raviineja muodostava prosessi perustuu Marsissa yleisesti esiintyvään hiilidioksidiin. Kausittain Marsin pinnalle ajoittain jäätyvän hiilidioksidin päälle kertyy eolisia sedimenttejä. On mahdollista, että insolaation vaikutuksesta sulava hiilidioksidi fluidisoi sen päälle kertyneet sedimentit ja aiheuttaa siten raviinin kehittymisen (Cedillo-

Flores et al. 2011). Marsin dyynien seinämille muodostuneiden raviinien on myös ehdotettu johtuvan kiinteästä hiilidioksidista. Diniega et al (2013) esitti kokeellisesti, kuinka dyynin huipulta lohjennut kiinteä pala hiilidioksidia voisi alas vierieessään muodostaa havaittuja raviinien morfologioita.

Marsin pinnalla on vallinnut ja vallitsee hyvin kylmät olosuhteet, joten Marsin pinnalla on voinut olla vain harvoin vapaata vettä. Marsista saadut todisteet kuitenkin osoittavat, että sen pinnalla on ollut fluviaalista toimintaa. Fluviaalisen toiminnan alkuperänä pidetään Marsin pinnan alla olevan jään ajoittaista sulamista insolaation ja geotermisen lämmön sekä tulivuoritoiminnan seurauksena. Voelker (2018) mukaan Hellaksen kraattereihin muodostuneet raviinit ovat myös syntyneet jään sulamisen ja sitä seuranneen veden eroosion ja deposition tuloksena. Hän ehdotti veden lähteeksi joko impaktien yhteydessä purkautuvan akviferin tai impaktorin sisältämän veden. Nestemäiselle vedelle on kuitenkin ehdotettu vaihtoehtoisia, kausiluontoisuutta tukevia lähteitä. Christensen (2003) ehdotti oman teorian vesirikkaan lumen sulamisesta. Kuten LDM-peitteiden kohdalla on mainittu, planeetan navoilla sijaitseva vesi kiertää kohti alempia leveysasteita suurien akselikaltevuuksien aikana. Vesi voi laskeutua pinnalle LDM-peitteiden tavoin sitoutuneena pölyyn ja hiekkaan tai lumen akkumulaationa. Christensen (2003) osoittaa, että ilmaston lämmitessä pienien akselikulmien aikana, lumipeitteen alle voi kertyä stabiili sulavesikerros. Raviinit syntyisivät hänen mukaansa lumisilla rinteillä sulamisvesien toimesta erodoimalla tai aiheuttaen rinteiden romahduksia. Raviinin muodostuessa sen päällä oleva lumipeite toimisi eristeenä, pitäen erodoivan veden nestemäisenä. Christensenin (2003) kuvailema prosessi olisi lähdeaineidensa perusteella usein yhteydessä LDM-peitteisiin sekä VFF-muodostumiin, jonka roolia raviinien veden lähteenä on myös pohdittu (Milliken et al. 2003).

Marsin pinnalle kehittyneiden raviineiden alkuperästä ei ole vielä kokonaiskuvaa. On kuitenkin selvää, että niiden muodostumista ja muokkaantumista on mahdollista seurata reaaliajassa HiRISE-monitoroinnilla (Dundas et al. 2015). Kiinan Qaidamin altaan (Xiao et al. 2017), Australian Island Lagoonin sekä Uuden-Seelannin Pasture Hillsin (Hobbs et al. 2014) terrestristen raviinien käyttäminen analogioina Marsin raviineille tukee prosessin fluviaalista alkuperää. On kuitenkin todennäköistä, että raviinien muodostuminen on sijainnista riippuen monivaiheista, pitäen sisällään fluviaalisten prosessien lisäksi yllä mainittuja kuivia massaliikuntoja ja mahdollisesti näiden kaikkien yhdistelmiä. Marsin pinnalle syntyvät uudet raviinit ovat yksi suurimmista

indikaattoreista meneillään olevalle fluviaaliselle toiminnalle. Raviinit ovatkin Hellaksen alueen nuorimmat fluviaaliset muodostumat (Voelker 2018).



Kuva 9. (a) Nuoria ja mahdollisesti aktiivisia raviineita Hellas Planitian itäsektorilla sijaitsevan Bogia kraatterin länsireunalla (HiRISE kuva ESP_033150_1355 NASA/JPL/University of Arizona). (b) Raviineita Hellaksen eteläreunan lähetyvillä (CTX kuva B19_017077_1336_XI_46S300W).

3 YHTEENVETO

Tässä LuK-tutkielmassa on kuvattu Marsin pääkehitysvaiheet sen muodostumisesta läpi Noachin, Hesperian sekä Amazonian aikakausien. Aikakaudet erottuvat toisistaan asteroidien impaktien vähentymisellä, ilmaston muutoksella ja fluviaalisen toiminnan kehityksellä. Tehtyjen havaintojen perusteella Noachin aikakaudella Marsissa oli fluviaalista toimintaa sekä sitä ylläpitävä ilmakehä. Noachian ylängöille, kuten myös Hellaksen impaktikraatterin ympärille kehittyi veden eroosiotyönä lukuisia laaksoverkostoja ja niiden sedimenttejä. Todisteena fluviaalisesta toiminnasta on kiviaineksen muuttumisen (rapautumisen) seurauksena syntyneet verkkosilikaatit, joita on löydetty vaaleasävyisissä sedimenteissä.

Hesperian aikana Marsin ilmakehä oheni merkittävästi. Yhdessä alhaisten lämpötilojen kanssa se siirsi fluviaalisen toiminnan episodisiin purkauksiin, jotka syntyivät ikeiroudan alle eristetyiden paineistettuiden akviferien aiheuttamista tulvista. Nykyisen Amazonian ajan fluviaalinen toiminta on rajallista. Useat ulosvirtausuomat ja laaksot ovat iältään

Amazonisia, kuten myös Dao Valliksen yhteydessä muodostuneen levymäiset kerrostumat. Kausittainen fluviaalinen toiminta näyttäisi kuitenkin rajoittuvan paikallisiin raviineja muodostaviin virtauksiin.

Nykyisin saatavilla oleva CTX ja MOC kuvamateriaali Marsista on kattavaa, ja myös korkearesoluutioiset HiRISE kuvat kattavat tyydyttävän määrän Hellaksen pinta-alasta. Kasvaneesta resoluutiosta huolimatta on hyvin selvää, että useimpien muodostumien takana olevista prosesseista ei vielä ole kattavaa, yleisesti hyväksyttyä mallia.

LÄHTEET

Ansan, V., Loizeau, D., Mangold, N., Le Mouélic, S., Carter, J., Poulet, F., Dromart, G., Lucas, A., Bibring, J.-P., Gendrin, A., Gondet, B., Langevin, Y., Masson, P.H., Murchie, S., Mustard, J.F. & Neukum, G., 2011. Stratigraphy, mineralogy, and origin of layered deposits inside Terby crater, Mars. *Icarus*, 211 (1), 273-304.

Baker, V.R. & Milton, D.J., 1974. Erosion by catastrophic floods on Mars and Earth. *Icarus*, 23 (1), 27-41.

Bibring, J.-P., Langevin, Y., Mustard, J.F., Poulet, F., Arvidson, R., Gendrin, A., Gondet, B., Mangold, N., Pinet, P., Forget, F., Berthe, M., Gomez, C., Jouglet, D., Soufflot, A., Vincendon, M., Combes, M., Drossart, P., Encrenaz, T., Fouchet, T., Merchiorri, R., Belluci, G., Altieri, F., Formisano, V., Capaccioni, F., Cerroni, P., Coradini, A., Fonti, S., Korablev, O., Kottsov., Hoffmann, H., Jaumann, R., Keller, U., Arvidson, R., Duxbury, T., Forget, F. & Neukum, G., 2006. Global mineralogical and aqueous Mars history derived from OMEGA/Mars express data. *Science*, 312 (5772), 400-404.

Brack, A., 1999. Life in the solar system. *Advances in Space Research*, 24 (4), 417-433.

Carr, M.H., 1979. Formation of Martian Flood Features by Release of Water From Confined Aquifers. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84 (B6) 2995-3007.

Carr, M.H., 2012. The fluvial history of Mars. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 370 (1966), 2193-2215.

Cedillo-Flores, Y., Treiman, A.H., Lasue, J. & Clifford, S.M., 2011. CO₂ gas fluidization in the initiation and formation of Martian polar gullies. *Geophysical Research Letters*, 38 (21), art. no. L21202.

Christensen, P.R., 2003. Formation of recent martian gullies through melting of extensive water-rich snow deposits. *Nature*, 422 (6927), 45-48.

Citron, R.I., Manga, M. & Tan, E., 2018. A hybrid origin of the Martian crustal dichotomy: Degree-1 convection antipodal to a giant impact. *Earth and Planetary Science Letters*, 491, 58-66.

Conway, S.J. & Balme, M.R., 2014. Decameter thick remnant glacial ice deposits on Mars. *Geophysical Research Letters*, 41 (15), 5402-5409.

Crown, D.A. & Mest, S.C., 1997. Dao, Harmakhis, and Reull Valles – The role of outflow channels in the degradation of the circum-Hellas highlands of Mars. In: 28th Lunar and Planetary Science Conference, Houston, March 17-21, 1997. 1430.

Crown, D.A., Bleamaster III, L.F. & Mest, C.S., 2005. Styles and timing of volatile-driven activity in the eastern Hellas region of Mars. *Journal of Geophysical Research E: Planets*, 110 (12), E12S22, 1-19.

Diniega, S., Hansen, C.J., McElwaine, J.N., Hugenholtz, C.H., Dundas, C.M., McEwen, A.S. & Bourke, M.C., 2013. A new dry hypothesis for the formation of martian linear gullies. *Icarus*, 225 (1), 526-537.

Dundas, C.M., Diniega, S. & McEwen, A.S., 2015. Long-term monitoring of martian gully formation and evolution with MRO/HiRISE. *Icarus*, 251, 244-263.

Ehlmann, B.L., Mustard, J.F., Clark, R.N., Swayze, G.A. & Murchie, S.L., 2011. Evidence for low-grade metamorphism, hydrothermal alteration, and diagenesis on Mars from phyllosilicate mineral assemblages. *Clays and Clay Minerals*, 59 (4), 359-377.

Haberle, R.M., Murphy, J.R. & Schaeffer, J., 2003. Orbital change experiments with a Mars general circulation model. *Icarus*, 161 (1), 66-89.

Hargitai, H.I., Gullick, V.C. & Glines, N.H., 2017. Discontinuous drainage systems formed by highland precipitation and ground-water outflow in the Navua Valles and southwest Hadriacus Mons regions, Mars. *Icarus*, 294, 172-200.

Harrison, T.N., Osinski, G.R., Tornabene, L.L. & Jones, E., 2015. Global documentation of gullies with the Mars Reconnaissance Orbiter Context Camera and implications for their formation. *Icarus*, 252, 236-254.

Head, J.W., Mustard, J.F., Kreslavsky, M.A., Milliken, R.E. & Marchant, D.R., 2003. Recent ice ages on Mars. *Nature*, 426 (6968), 797-802.

Hobbs, S.W., Paull, D.J. & Clarke, J.D.A., 2014. A comparison of semiarid and subhumid terrestrial gullies with gullies on Mars: Implications for Martian gully erosion. *Geomorphology*, 204, 344-365.

Howard, A.D., 2007. Simulating the development of Martian highland landscapes through the interaction of impact cratering, fluvial erosion, and variable hydrologic forcing. *Geomorphology*, 91 (3-4), 332-363.

Howard, A.D., Wilson, S.A., Morgan, A.M., Moore, J.M. & White, O.L., 2021. Light-toned deposit in the northeastern Hellas basin formed by terrain-conforming airfall sedimentation. *Icarus*, 360, art. no. 114356.

Keszthelyi, L., Thordarson, T., McEwen, A., Haack, H., Guilbaud, M.-N., Self, S. & Rossi, M.J., 2004. Icelandic analogs to Martian flood lavas.) *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5 (11), art. no. Q11014.

Komatsu, G. & Baker, V.R., 1997a. Paleohydrology and flood geomorphology of Ares Vallis. *Journal of Geophysical Research*, 102 (E2), 4151-4160.

Komatsu, G. & Baker, V.R., 1997b. Cataclysmic Flooding in the Solar System: A New Perspective. In: 28th Lunar and Planetary Science Conference, Houston, March 17-21, 1997. 1121.

Komatsu, G. & Baker, V.R., 2007. Formation of valleys and cataclysmic flood channels on Earth and Mars. In: Champan, M., ed. *The Geology of Mars: Evidence from Earth-Based Analogs*. Cambridge: Cambridge University Press, 297-321.

Kreslavsky, M.A. & Head, J.W., 2002. Mars: Nature and evolution of young latitude-dependent water-ice-rich mantle. *Geophysical Research Letters*, 29 (15), 1719.

Kukkonen, S., Kostama, V.-P. & Raitala, J., 2015. Mapping and Dating the Outflow Channels on the Northeastern Hellas Rim Region of Mars by Using High-Resolution Images: A Case Study of Harmakhis Vallis. In: 46th Lunar and Planetary Science Conference, Houston, March 16-20, 2015. 2374.

Kukkonen, S. & Kostama, V.-P-. 2018. Mapping and dating based evolution studies of the Niger Vallis outflow channel, Mars. *Planetary and Space Science*, 153, 54-71.

Laity, J.E. & Malin, M.C., 1985. Sapping processes and the development of theater-headed valley networks on the Colorado Plateau. *Geological Society of America Bulletin*, 96 (2), 203-217.

Last, G.V. & Rittenour, T.M., 2021. Chronology of missoula flood deposits at the coyote canyon mammoth site, washington state, usa. *Quaternary*, 4 (3), art. No. 20.

Leonard, G.J. & Tanaka, K.L., 1993. Hellas basin, Mars: Formation by oblique impact. In: 24th Lunar and Planetary Science Conference, Houston, March 15-19, 1993. 867.

Leonard, G.J. & Tanaka, K.L., 2001. Geologic map of the Hellas region of Mars: U.S. Geological Survey Geologic Investigations Series I-2694. Denver: U.S. Geological Survey. I-2694.

Leverington, D.W., 2004. Volcanic rilles, streamlined islands, and the origin of outflow channels on Mars. *Journal of Geophysical Research E: Planets*, 109 (10), E10011, 1-14.

Malin, M.C. & Edgett, K.S., 2000. Sedimentary rocks of early Mars. *Science*, 290 (5498), 1927-1937.

Milliken, R.E., Mustard, J.F. & Goldsby, D.L., 2003. Viscous flow features on the surface of Mars: Observations from high-resolution Mars Orbiter Camera (MOC) images. *Journal of Geophysical Research E: Planets*, 108 (6), 11-1 – 11-13.

Morgenstern, A., Hauber, E., Reiss, D., van Gasselt, S., Grosse, G. & Schirrmeyer, L., 2007. Deposition and degradation of a volatile-rich layer in Utopia Planitia and implications for climate history on Mars. *Journal of Geophysical Research E: Planets*, 112 (6), E06010.

Mustard, J.F., Cooper, C.D. & Rifkin, M.K., 2001. Evidence for recent climate change on Mars from the identification of youthful near-surface ground ice. *Nature*, 412 (6845), 411-414.

Mustard, J.F., Murchie, S.L., Pelkey, S.M., Ehlmann, B.L., Milliken, R.E., Grant, J.A., Bibring, J.-P., Poulet, F., Bishop, J., Dobrea, E.N., Roach, L., Seelos, F., Arvidson, R.E., Wiseman, S., Green, R., Hash, C., Humm, D., Malaret, E., McGovern, J.A., Seelos, K., Clancy, T., Clark, R., Des Marais, D., Izenberg, N., Knudson, A., Langevin, Y., Martin, T., McGuire, P., Morris, R., Robinson, M., Roush, T., Smith, M., Swayze, G., Taylor, H., Titus, T. & Wolff, M., 2008. Hydrated silicate minerals on Mars observed by the Mars Reconnaissance Orbiter CRISM instrument. *Nature*, 454 (7202), 305-309.

National Research Council., 1966. *Space Research: Directions for the Future*. Washington, DC: The National Academies Press, s.3

Neumann, G.A., Zuber, M.T., Wieczorek, M.A., McGovern, P.J., Lemoine, F.G. & Smith, D.E., 2004. Crustal structure of Mars from gravity and topography. *Journal of Geophysical Research E: Planets*, 109 (8), 1-18.

O'Connor, J.E. & Baker, V.R., 1992. Magnitudes and implications of peak discharges from glacial Lake Missoula. *GSA Bulletin*, 104 (3), 267-279.

Poulet, F., Bibring, J.-P., Mustard, J.F., Gendrin, A., Mangold, N., Langevin, Y., Arvidson, R.E., Gondet, B., Gomez, C., Berthe, M., Erard, S., Forni, O., Manaud, N., Poulleau, G., Soufflot, A., Combes, M., Drossart, P., Encrenaz, T., Fouchet, T., Melchiorri, R., Bellucci, G., Altieri, F., Formisano, V., Fonti, S., Capaccioni, F., Cerroni, P., Coradini, A., Korablev, O., Kottsov, V., Ignatiev, N., Titov, D., Zasova, L., Pinet, P., Schmitt, B., Sotin, C., Hauber, E., Hoffmann, H., Jaumann, R., Keller, U., Forget, F. & The Omega Team., 2005. Phyllosilicates on Mars and implications for early martian climate. *Nature*, 438 (7068), 623-627.

Scott, D.H., Dohm, J.M. & Rice, Jr, J.W., 1995. *Map of Mars showing channels and possible paleolake basins*. Denver: U.S. Geological Survey. I-2461.

Shinbrot, T., Duong, N.-H., Kwan, L. & Alvarez, M.M., 2004. Dry granular flows can generate surface features resembling those seen in Martian gullies. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 101 (23), 8542-8546.

Ulrich, M., Morgenstern, A., Günther, F., Reiss, D., Bauch, K.E., Hauber, E., Rössler, S., Schirmermeister, L., 2010. *Journal of Geophysical Research E: Planets*, 115 (10), E10009.

Voelker, M., Hauber, E., Schulzeck, F. & Jaumann, R., 2017. Grid-mapping Hellas Planitia, Mars – Insights into distribution, evolution and geomorphology of (peri)-glacial, fluvial and lacustrine landforms in Mars’ deepest basin. *Planetary and Space Science*, 145, 49-70.

Voelker, M., 2018. Glacial and Fluvial Evolution of Landforms in Hellas Planitia, Mars. Thesis (PhD). Freien Universität Berlin. Saatavissa: <https://refubium.fu-berlin.de/handle/fub188/22556> [viitattu 10.11.2021].

Voelker, M., Hauber, E., Stephan, K. & Jaumann, R., 2018. Volcanic flows versus water- and ice-related outburst deposits in eastern Hellas: A comparison. *Icarus*, 307, 1-16.

Waitt Jr, R.B., 1985. Case for periodic, colossal jokulhlaups from Pleistocene glacial Lake Missoula. *Geological Society of America Bulletin*, 96 (10), 1271-1286.

Werner, S.C., 2008. The early martian evolution – Constraints from basin formation ages. *Icarus*, 195 (1), 45-60.

Wilson, S.A., Morgan, A.M., Howard, A.D. & Grant, J.A., 2021. The Global Distribution of Craters With Alluvial Fans and Deltas on Mars. *Geophysical Research Letters*, 48 (4), art. no. e2020GL091653.

Xiao, L., Wang, J., Dang, Y., Cheng, Z., Huang, T., Zhao, J., Xu, Y., Huang, J., Xiao, Z. & Komatsu, G., 2017. A new terrestrial analogue site for Mars research: The Qaidam Basin, Tibetan Plateau (NW China). *Earth-Science Reviews*, 164, 84-101.

Zanetti, M., Hiesinger, H., Reiss, D., Hauber, E. & Neukum, G., 2010. Distribution and evolution of scalloped terrain in the southern hemisphere, Mars. *Icarus*, 206 (2), 691-706.

Zimbelman, J.R. & Bleacher, J.E., 2008. Morphology and Emplacement Processes at the Distal End of the Carrizozo Lava Flow, New Mexico: Implications for Martian Sheet Flows. In: 39th Lunar and Planetary Science Conference, Houston, March 10-14, 2008. 1734.